干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

印度洋偶极子中的西极子对西藏高原盛夏降水的影响

罗　布[1,2]，　智　海[1]，　索朗塔杰[1,3]，　胡　壮[4]
（1　南京信息工程大学大气科学学院，江苏　南京　210044；2　高原大气环境科学研究所，西藏　拉萨　850000；
3　西藏那曲地区气象局，西藏　那曲　858200；4　民航西南空管局气象中心，四川　成都　610202）

摘　要： 利用西藏高原地区1987–2016年的逐月夏季降水资料和印度洋偶极子指数资料分析了两者的关系，结果表明：高原地区盛夏降水与表征西印度洋异常海温的西极子指数表现出良好的相关关系，在西极子指数正异常年时高原降水偏多10%～30%，其中高原中部偏多最为显著，而在负异常年时与之相反。分析其机理研究发现，在正西极子异常年，南海和西太暖池区域的深对流加强、西太副高偏西偏南和印度热低压的减弱使得来自热带的水汽更容易深入高原腹地，其次，南亚高压东体异常增强，配合低空异常辐合，都使得高原降水偏多。同时，高原上空局地纬圈环流在高原中部（90 °E附近）上空（400 hPa以上）有异常辐合上升区，使得高原中部更容易发展暖湿切变线、高原低涡等中尺度涡旋低值系统，造成更多的降水。本研究从高原气候变化响应海洋年际变化的角度分析了区域降水的季节差异，可以为高原气候预测提供新的思路。

关 键 词： 西藏高原；盛夏降水；印度洋偶极子；西极子；OLR
文章编号： 1000－6060（2020）04－0909－11（0909～0919）

热带地区的海洋年际变化是全球最重要的年际变化信号。SAJI等[1]提出的印度洋偶极子（IOD）被认为是热带地区又一个重要的气候年际变化调节因子，通常以赤道印度洋东南部海温异常冷却和赤道印度洋西部海表温度异常变暖为特征。伴随这些变化，位于东印度洋暖池上空的对流区域向西移动，给东非带来大量降雨，还导致印度尼西亚地区出现严重干旱和森林火灾。随后ASHOK等[2]确定了印度洋偶极子（IOD）对1958—1997年期间印度夏季风降水（ISMR）年际变率的影响，IOD和ENSO在过去40 a间对ISMR有着互补的影响。每当ENSO-ISMR相关性较低（高）时，IOD-ISMR相关性就很高（低）。这就表明IOD不单纯是对ENSO现象的响应，它还可以是独立存在的。所以高原区域的降水异常信号可能是对不同海域海表面温度（SST）的异常响应，这对于远离海洋的内陆高原的气候预测有着重要的意义。

有大量的研究表明IOD对我国夏季降水以及季风环流异常的形成具有重要作用。研究指出IOD与中国汛期的降水有较好的相关关系，特别是前期3～5月IOD指数与中国汛期降水的相关较好[3]。杨霞等[4]指出正IOD事件发生时长江流域降水有减少倾向，气温则显著偏高，华南地区降水则显著偏多[5]。尤其是对于高原的气候变化，印度洋是其水汽和能量的主要来源地。崔江鹏等[6]最近利用高原中部的那曲地区大气水汽稳定同位素捕捉到印度洋台风“费林”信号，表明即使在10月，印度洋水汽依旧可以通过极端天气事件影响到高原腹地。YANSUNARI等分析了夏季风在印度地区的40 d振荡，这种低频扰动无论是云量，高度场和风场都表

收稿日期： 2018－10－09；　**修订日期：** 2019－09－29
基金项目： 国家重点研发计划“重大自然灾害监测预警与防范”重点专项项目（2018YFC1506002）；中国气象局成都高原气象研究所开放基金项目（LPM2014005）；国家科学自然基金（41765012）资助
作者简介： 罗布（1983－），男，藏族，硕士研究生. 主要从事青藏高原气候变化以及海气相互作用研究. E-mail：93343586@qq.com
通迅作者： 智海. E-mail：zhihai@nuist.edu.cn

现出从赤道到喜马拉雅山地区明显的向北传播[7]。也就是说，扰动起源于印度洋赤道地区，消失于高原。当扰动从赤道向北传播到30 °N时，在气压场上表现为一列槽脊区的经向传播，其传播速度为0.75 °纬度·d^{-1}[8]。证明了西藏地区季节以上尺度的气候变化的起源可以追溯到印度洋的海温异常变化。

对于夏季高原降水和印度洋海温异常之间的关系，目前研究较少。一些研究通过在印度洋寻找与高原降水相关的关键海区来预测夏季高原降水，有研究表明，夏季高原降水与4月阿拉伯海海温有密切的联系，当海温距平偏高时，除南部边缘和西部阿里外，大部分测站降水偏多，反之亦然[9]。通过高原旱涝年OLR（射出长波辐射）合成分析表明：夏季高原降水与赤道印度洋反Walker环流强弱、印度季风槽、副热带高压及西太平洋暖池区对流强度和位置变化有密切的关系[10]。可见，印度洋海温异常确实会对夏季高原降水产生影响，但是以上研究时段均为20世纪末，进入21世纪以来高原降水不论是从降水量、降水日数、降水分布等都发生了较大的变化。尤其是近30 a来高原降水日数呈减小，但降水量呈增加趋势[11]，同时分析高原极端降水分布概率发现，高原中东部强降水量和极强降水量于2006年发生突变且呈增加趋势[12]。周顺武等[13]认为近年汛期高原降水的南北反向型分布主要受初夏（5～6月）降水的影响，而全区一致型分布主要受盛夏（7～8月）降水的影响，次仁央宗等[14]研究发现，夏季高原降水各月环流背景有显著区别，其中7、8月降水偏多年，高原地区上游底层纬向风场均呈西风异常。不难看出，近几十年以来高原降水时空分布特征有了显著变化而且夏季高原降水在季节内的扰动特征研究也逐渐受到重视。

随着对印度洋偶极子气候变化的认识的加深，其所代表的赤道印度洋海温异常振荡是否对夏季高原降水有指示作用，其水汽通量、环流背景特征等都是本研究所关注的重点，在总结前人研究的基础上，利用1987—2016年的高原39个站点的降水资料、再分析资料以及OLR场的资料来分析印度洋偶极子与夏季高原季节尺度内降水之间的关系，力争为夏季高原降水变化的短期预测提供可靠的预测信号。

1　资料与方法

1.1　资料

本文研究时段为1987—2016年（共30 a），其中西藏39个观测站（图1）逐月夏季（5～9月）降水资料来自西藏自治区气象局信息网络中心。月际印度洋偶极子指数（*DMI*）由日本国立海洋研究开发机构（JAMSTEC）官网下载（http://www.jamstec.go.jp/），指数（*DMI*）具体算法由赤道西印度洋（50～70 °E和10 °S～10 °N）和东南赤道印度洋（90～110 °E和10 °S～0 °N）之间的异常海温梯度表示。具体有：

DMI=*IOD_W*（西极子）–*IOD_E*（东极子）

再分析资料为美国国家环境预报中心（NCEP）和国家大气中心（NCAR）的逐月再分析资料，分辨率为2.5°×2.5°。所用变量包括：500和100 hPa纬向、经向风场，12层等压面上的垂直风场，17层等压面上的温度场，500 hPa比湿场。

本文还利用美国NOAA系列气象卫星观测月平均OLR资料来进一步对环流场分析结果的进行佐证，资料分辨率为2.5°×2.5°。OLR场资料在高原降水研究中的可靠性已得到众多研究的验证[15-16]。

1.2　方法

本文采用经验正交函数分解（简称EOF）方法来研究西藏自治区夏季降水分布特征以及对应的时间系数序列变化特征，并用NORTH等提出的计算特征值误差范围来进行显著性检验[17]。其特征值λ_j误差范围为：

$$e_j = \lambda_j\left(\frac{2}{n}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{1}$$

式中：n为样本量，当相邻的特征值λ_{j+1}满足：$\lambda_j - \lambda_{j+1} \geq e_j$时，就认为这两个特征值所对应的经验正交函数是有价值的信号。

本文还用到相关分析、合成分析，采用t检验来对合成分析结果进行检验。

2　夏季高原降水时空分布特征

研究发现高原80%以上的降水发生在5～9月的夏季，其上空水汽主要有来自中纬度西风带和印度夏季风的输送[18-19]。也有研究将水汽通道独立的分为纬向的西风带、阿拉伯海、经向的孟加拉湾北部和南海四个区域[20]。而高原盛夏的降水与其它

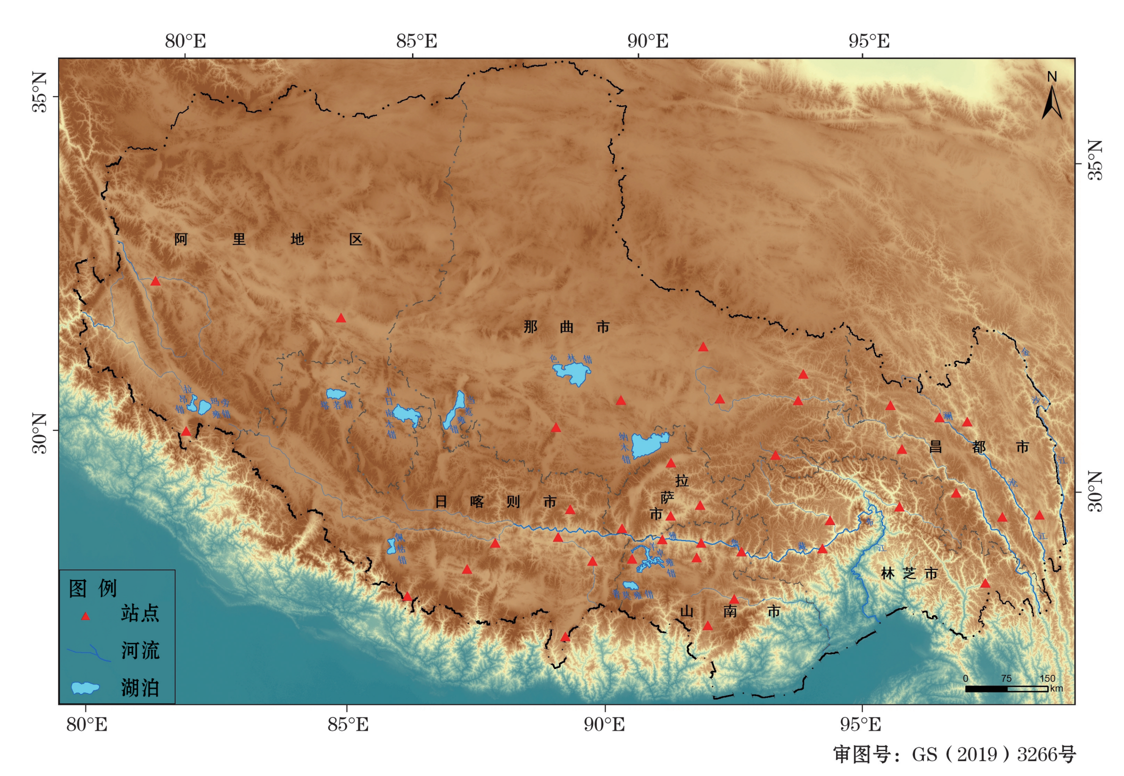


图1　观测站地理位置

Fig. 1　Geographical location of observation station

月份的降水具有显著的不同,高原初夏(5~6月)与盛夏(7~8月)降水时常出现反相的情况,高原盛夏降水的环流形势与其它月份也有显著的不同[14],本文使用1987—2016年高原39个站的盛夏(7~8月)逐月降水距平场,对其进行经验正交分析(EOF),得到的前三个模态分别解释42.9%,21.4%和9.5%的方差贡献。并且均通过了NORTH等提出的显著检验,表明前3个模态显著分离。前3个特征向量累计方差贡献达到73.8%,基本能够反映研究时段内的高原降水时空分布特征。

时空分解盛夏高原降水前三模态发现第一特征向量为全区一致变化模态(图2a),但是也有小的梯度存在,主要表现为降水沿东南逐渐向西北递减,在雅鲁藏布江流域也有一个大值区。当时间系数序列为正(负)时(图2b),全区降水偏多(少)。第二特征向量为藏北和藏南的偶极子分布(图2c),近几年表现为藏北降水偏少藏南偏多的分布趋势(图2d)。第三特征向量为东南部降水与全区降水的反向分布(图2e),该模态反映的是横断山脉附近受孟加拉湾水汽输送通道影响的区域与全区其它降水的反相关,且从时间序列分析该模态具有很强的年代际特征(图2f),从2003年开始由负转正,表明受孟加拉湾水汽输送通道影响的区域降水减少而全区其它地区降水增多。值得一体的是,近几年来对于高原地区降水模态的研究结果中除第一模态外,其它模态根据研究时段的不同,均有顺序上的差别,如此处的第二模态为文献[21]中的第四模态,第三模态与其相同但为文献[18]中的第二模态。这可能是因为所使用资料的站点数和长度不同所致。

3　夏季高原降水和印度洋偶极子指数的关系

3.1　降水与偶极子指数的相关关系

首先分别计算了*DMI*指数与盛夏高原降水前三模态及夏季(5~9月)逐月降水量之间的相关系数(表1),发现盛夏高原降水第一模态跟2月*DMI*指数相关通过显著性检验,其它两个模态跟*DMI*指数相关不显著(表略);从月际尺度分析,指数与7、8月降水有较好的相关,跟5、6、9月相关并不显著(表略),其中7、8月降水分别跟1、3月和6月*DMI*指数通过显著性检验。但是,由于海表温度有较好的持续性,这种离散的相关系数分布不太符合常规的线性推断。可从*DMI*指数的计算公式出发,将*IOD_E*、*IOD_W*分别跟高原降水求相关,结果发现,不论是高原降水第一模态,还是在月际尺度上,*IOD_W*指

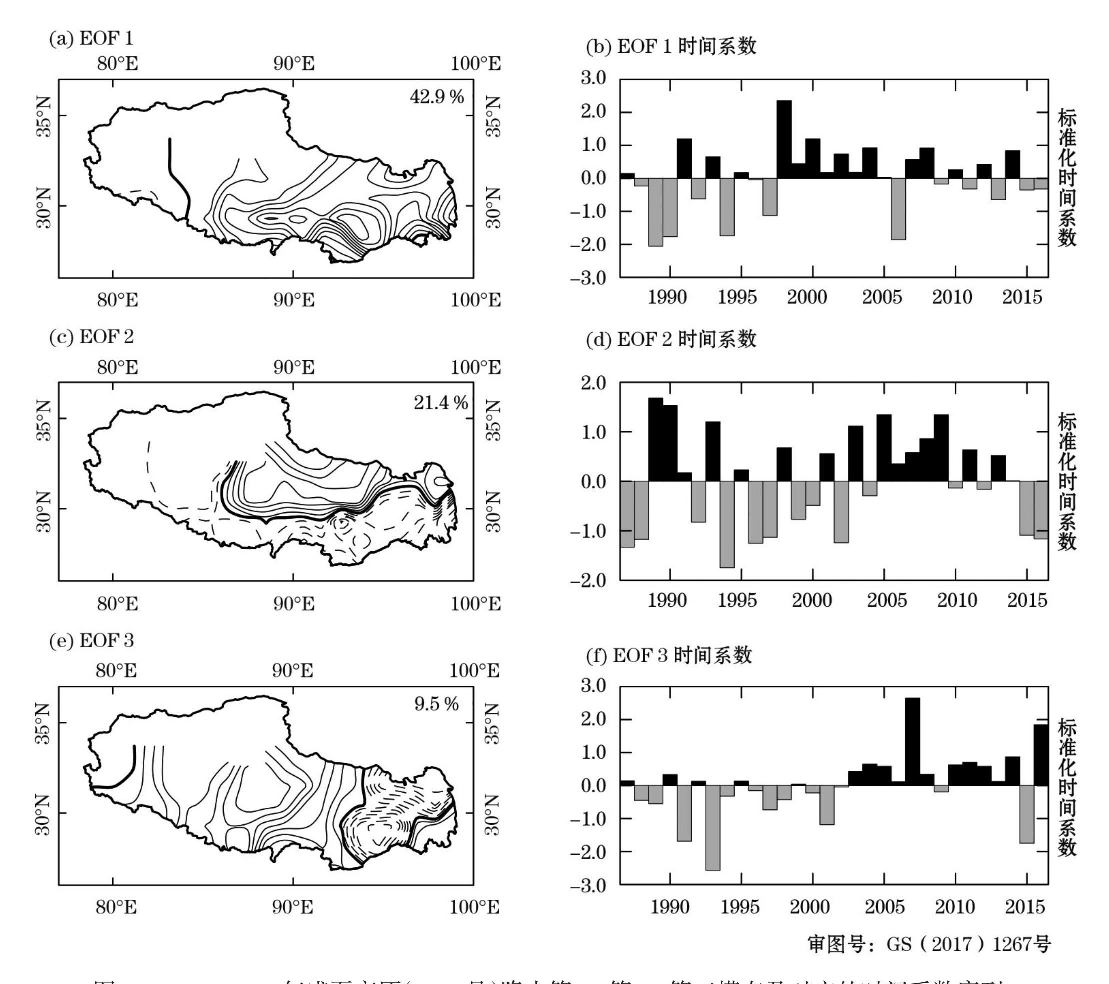


图2　1987—2016年盛夏高原(7~8月)降水第一,第二,第三模态及对应的时间系数序列

Fig. 2　The first, second , and third modalities of the summer(7 ~ 8 month precipitation over Tibet Plateau in 1987–2016 and corresponding time series

数跟高原降水的相关性比跟*IOD_E*指数相关要显著的多且表现出良好的持续性(表2),降水第一模态跟1至4月*IOD_W*指数显著相关,7月降水跟冬季1~3月*IOD_W*指数显著相关,8月降水跟春末夏初的*IOD_W*指数显著相关。相反,*IOD_E*指数跟高原降水前三模态、月际降水均未通过显著性检验(表略)。综上所述,不管是从降水主模态还是从月际尺度出发,盛夏高原降水均跟前期*IOD_W*指数有显著的相关,可以认为盛夏(7、8月)高原的降水显著受到*IOD_W*指数所代表的赤道西印度洋海表温度异常调制。不同于5、6、9月高原降水显著受到中纬度西风带水汽输送的影响,7、8月高原上空西风急流减弱北抬,降水主要受其南缘水汽输送的影响[14,18],这就解释了印度洋海温异常跟5、6、9月高原降水相关不好的原因。

3.2　西极子指数异常与高原降水分布关系

鉴于1月*IOD_W*指数跟高原降水第一模态和7月降水、6月*IOD_W*指数和8月降水相关均通过0.01

表1　印度洋偶极子指数跟高原降水相关系数

Tab. 1　Correlation coefficient between *IOD* index and precipitation in Tibetan Plateau

IOD / 降水	1月	2月	3月	4月	5月	6月
7月	0.43*	0.30	0.38*	0.10	–0.19	–0.11
8月	0.21	0.09	0.01	0.19	0.36	0.41
降水第一模态	0.36	0.39*	0.29	0.20	0.12	0.25

注:*为通过0.05的置信度检验,**为通过0.01置信度检验

表2　*IOD_W*指数跟高原降水的相关系数

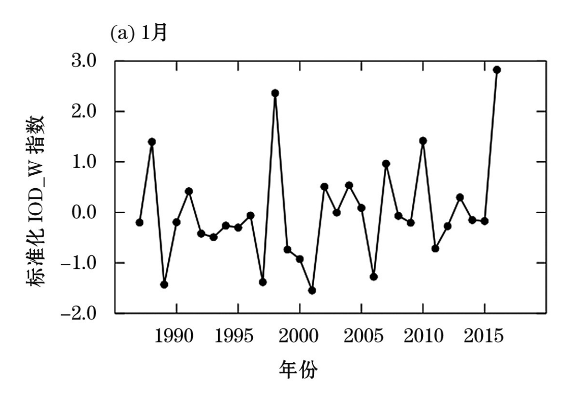
Tab. 2　Correlation coefficient between *IOD_W* index and precipitation in Tibetan Plateau

IOD / 降水	1月	2月	3月	4月	5月	6月
7月	0.54**	0.39*	0.44*	0.34	0.03	0.02
8月	0.22	0.21	0.16	0.28	0.41*	0.50**
降水第一模态	0.51**	0.41*	0.44*	0.44*	0.25	0.31

注:*为通过0.05的置信度检验,**为通过0.01置信度检验

的显著性检验,于是分别定义1月*IOD_W*指数标准化值＞1的为影响7月降水的正异常年,＜1的为负异常年(图3a),同理定义影响8月降水的正负*IOD_W*指数异常年(图3b)。1月和6月的*IOD_W*指数正负异常年如表3,然后各自合成7、8月高原降水,并与气候态(1987—2016年)月平均降水作比较,计算降水距平百分率。

结果发现,在*IOD_W*指数正异常时(图4a),7月除西部一小部分外全区降水较常年普遍偏多10%～30%,其中高原中部局地偏多40%以上。相反在*IOD_W*指数负异常年时(图4c),全区除西部小部分外普遍较常年偏少20%～30%,其中高原中部局地偏少40%以上。事实上,当计算1月*IOD_W*指数与7月降水相关系数空间分布时(图4e),与高原中部的相关通过了0.05的显著性检验。用同样的方法,合成*IOD_W*异常年的8月降水(图4b、4d),并计算两者相关系数分布(图4f)。可以发现,8月降水与*IOD_W*指数之间的关系与7月类似,细小的区别在于8月高原降水大的偏差较7月位置偏东。以上结果表明当赤道西印度洋海温异常偏暖(冷)时,高原大部分地区尤其是中东部容易出现降水丰(欠)年。但是,已有不少的研究表明,当赤道西印度洋海温异常增温时,索马里越赤道急流减弱,印度夏季风偏弱,会造成印度中北部降水偏少[22-23],为什么会在其北部高原出现降水偏多的现象? 以下将从环流场以及OLR场简要分析其原因。



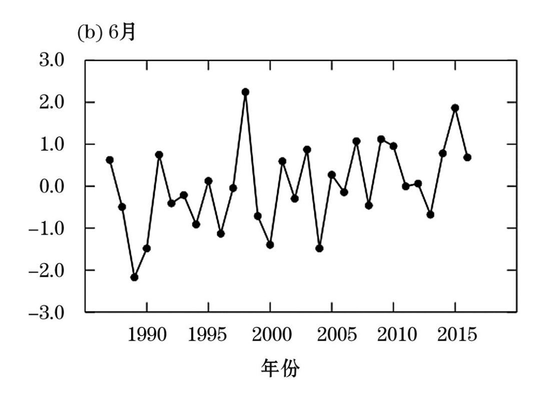


图3　1987—2016年1月(a)、6月(b)标准化*IOD_W*指数序列

Fig. 3　Standardization index sequence for January(a)、June(b) *IOD_W* from 1987–2016

表3　1月和6月*IOD_W*指数异常年

Tab. 3　*IOD_W* index abnormal years of January and June

月份 \ *IOD_W*	正异常年	负异常年
1月	1988,1998,2007,2010,2016	1989,1997,2001,2006
6月	1998,2007,2009,2010,2015	1989,1990,1996,2000,2004

4　*IOD_W*异常年的大尺度环流场特征

4.1　风场和水汽输送特征

根据图3定义的异常年份,以7月降水为例,研究*IOD_W*指数异常年份影响高原盛夏降水的环流场特征及上空水汽通量的变化情况。正(负)的*IOD_W*指数对应赤道西印度洋(50°～70 °E,10 °S～10 °N)海温异常偏暖(冷)。

图5是研究时段的500 hPa、100 hPa矢量风场和500 hPa水汽通量场的气候平均(图5左半部分)和正*IOD_W*异常年的合成差值场(正异常减去平均态)分布(图5右半部分)情况。可以发现,在气候平均500 hPa(图5a)上西太副高中心位于30 °N～140 °E附近,高原南部为印度热低压,北部为西风气流,高原上空东南部为西南风,中西部风力很弱。对比500 hPa异常场(图5b)发现,在热带印度洋地区有异常东风存在,与西南季风环流反向的异常东风气流使高空索马里急流和印度热低压减弱,并在印度中东部出现异常反气旋,同时西太副高异常偏西偏南,在高原中东部为异常反气旋脊后的西南风,高原北部西风急流减弱为异常的东北风,两者的共同作用使得在高原上空形成异常辐合区。同

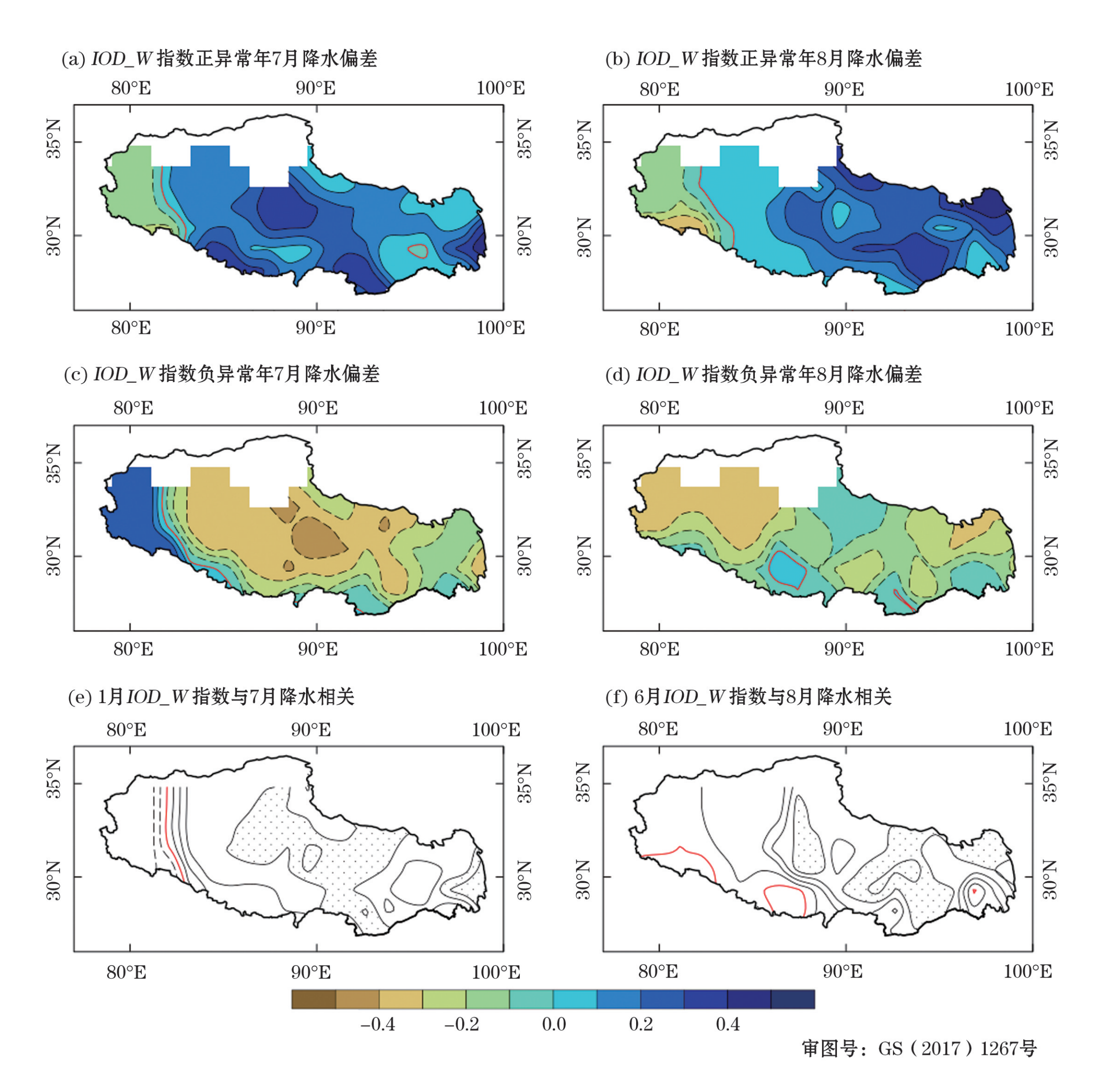


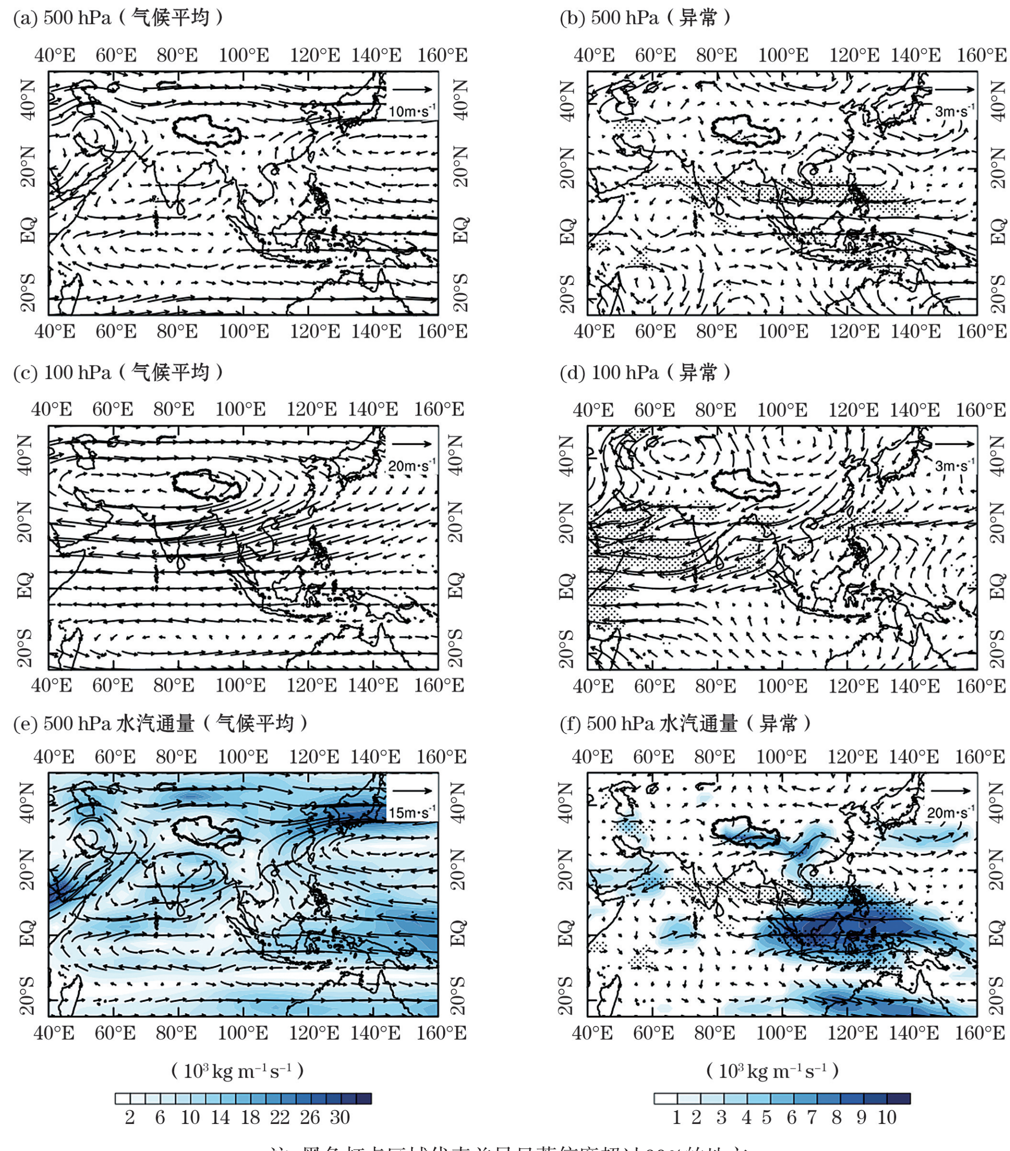
图4　正(a,b)负(c,d)*IOD_W*指数异常年,7月(a,c)和8月(b,d)降水量与常年平均(1987—2016年)的偏差率,7月降水跟1月*IOD_W*指数(e)、8月降水跟6月*IOD_W*指数(f)相关系数分布,阴影代表相关系数信度达95%以上

Fig. 4　Precipitation deviation rate in July(a,c) July and August(b,d) to the average for 1987—2016. when positive(a,b)and negative(c,d) *IOD_W* index anomaly year. The correlation coefficient between July precipitation and January *IOD_W* index(e), Subgraph f is for August. The shaded areas are correlation significant at a more than 95% confidence level

样在100 hPa(图5c、d)上,南亚高压从气候平均的单体型变为异常双体型,伊朗高原为中心的西体表现为异常减弱(气旋环流),青藏高原北侧为中心的东体表现为异常增强(反气旋环流),考虑到这两个反气旋环流中心对应着不同的热力结构和环流特征[24],伊朗高原地区是以下沉运动为主的动力性高压中心,青藏高原地区是以上升运动为主的热力性高压中心[25],加之高原上空为异常的辐散区。这种高空辐散低空幅合的环流配置有利于高原地区出现对流性天气系统。夏季高原500 hPa等压面大多位于边界层以内所以该层的水汽通量场可以在很大程度上反映大气可降水量的分布情况,从该层气候平均水汽输送通量(图5e)来看,高原上空气候平均的水汽大部分是通过高空索马里急流将热带赤道印度洋的水汽输送到孟加拉湾地区再通过印度热低压的槽前偏南风接力输送到高原上空,此种方式可以看作是与印度季风相关的水汽输送通道,而与东亚季风相关的来自南海的水汽则较少输送到高原上空。从异常场看(图5f),可以发现西太暖池区域和南海区域的深对流加强,对流层中层水汽增多加之西太副高偏西偏南和印度热低压的减弱使得来自南海和西太暖池区域的水汽通过105° E附近的越赤道急流和异常副高脊前的偏南气流输送到高原腹地,使得高原中东部及我国西南区域水

汽较常年异常偏多,此种水汽输送方式可以看成是与东亚季风系统相关的异常水汽输送通道,所以从水汽输送方式的对比不难发现东亚季风系统的强弱是高原上空水汽多寡的重要因素。

在正的*IOD_W*异常年高原上空来自西太暖池区域和南海的水汽增多使得全区降水增多,但这并不能解释在正负*IOD_W*异常年高原地区降水偏差主要出现在中部地区而不是靠近水汽输送通道的东南部,为了探究其原因,分析了高原上空的经向垂直剖面风场,图6为高原地区沿28°～35° N纬度平均的局地纬圈环流,从气候平均图(图6a)上可以看到7月高原400 hPa以下为上升气流为主,表明高原低空是个强大的热低压,在400 hPa以上都以西风气流为主,而在*IOD_W*指数正异常年(图6b)时高原西部(90°E以西)400 hPa以上为异常偏西风,东部(90°E以东)为异常偏东风,致使在高原中部形成强大的异常辐合上升区。其次,由图5可见,500 hPa和100 hPa上高原北侧的异常反气旋非常有利于西伯利亚冷空气南下高原,加之南侧西伸的西太副高带来的暖湿气流极易在高原中部形成高原暖湿切变线、高原低涡等中尺度强对流系统,同时高原中部是高原切变线、低涡等系统爆发的源头且大



注:黑色打点区域代表差异显著信度超过90%的地方

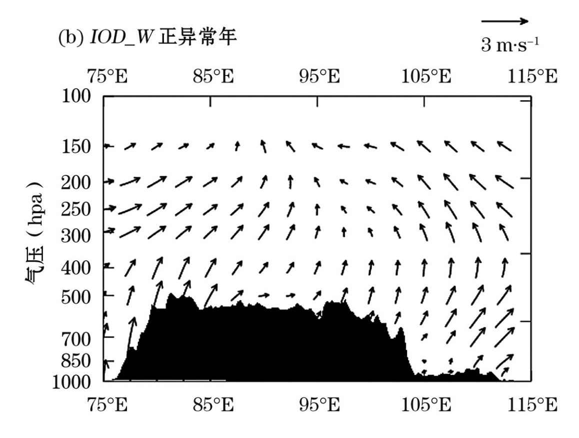
图5　1987—2016年气候平均500 hPa(a)、100 hPa(c)风场和500 hPa水汽通量场(阴影;单位:kg · m^{-1} · s^{-1})(e)左半部分(b、d、f)为与之对应的*IOD_W*正异常场

Fig. 5　Long term means 500 hPa(a), 100 hPa(c) wind field and 500 hPa vapor transport field and vapor flux (shadow;Unit:kg · m^{-1} · s^{-1}), The left Subgraph(b、d、f) is the corresponding *IOD_W* positive anomaly field

部分系统在本地发展消亡[26-27]，这两种中尺度涡旋系统在湿旋转效应下[28]极易造成盛夏高原中部降水异常偏多。

4.2　OLR场特征

OLR值的大小主要取决于辐射体（地表面或云顶）温度的高低，与云量分布有较好的一致性[29]。蒋尚城等[30]的研究表明夏季青藏高原的降水与OLR有较好的负相关，王园香等[31]分析季节内青藏高原区域OLR均值发现，7、8月高原上空OLR处于全年谷值，并能很好的反映该时段的降水分布特



注：阴影区为高原地形

Note：Black shaded area indicates the terrain

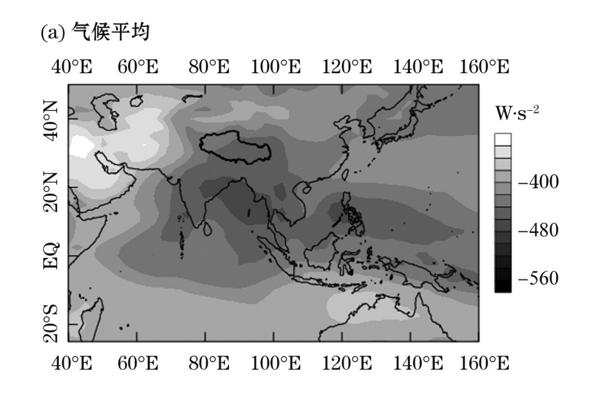
图6　1987—2016年气候平均(a)和正*IOD_W*异常年(b)的7月，沿28～35°N纬度平均的局地纬圈环流（垂直速度乘以100）

Fig. 6　Zonal circulation over the 28°N to 35°N latitude average (vertical speed is scaled by 100) in July for long term means (a)(averages of 1987-2016)and positive *IOD_W* anomaly(b)

征，从图7a可以看到7月气候平均的对流中心位于孟加拉湾和南海两个季风爆发中心，高原上空也是对流较为旺盛的区域，而在*IOD_W*正异常年（图7b）西太暖池区域、南海区域、阿拉伯海东部以及高原地区中东部区域均有明显的OLR负值异常，表明这些区域对流得到加强，云量更多，这与假拉等[10]分析高原旱涝年的OLR分布特征所得出的结论相一致，并与前面的环流场分析结果相匹配。

需要说明的是以上环流场分析均为正*IOD_W*异常年份减去气候态平均的合成环流场特征分析。用同样的方法分析负*IOD_W*异常年份对应的合成环流场（图略）和OLR场时具有大致相反的特征，且高原中部水汽通量和云量减小更加明显。影响8月降水的环流特征及水汽通量大致与其类似（图略），略有不同的是在500 hPa上西太副高位置相比7月偏北偏强，100 hPa上南亚高压双体型依然存在，但未形成两个闭合中心，从水汽通量来看，来自南海及孟加拉湾的经向水汽通量有所减弱，西风分量加强使得纬向水汽通量加强。

综上所述，当前期赤道西印度洋海温异常偏暖



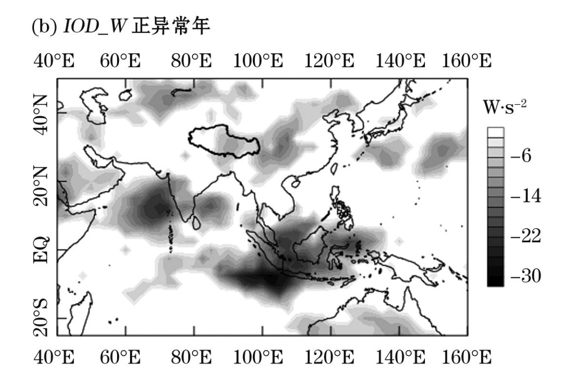


图7　1987—2016年气候平均(a)和正*IOD_W*异常年(b)的7月OLR合成差值场（正异常年减去1987—2016年平均值）

Fig. 7　OLR in July for long term means (a)(averages of 1987-2016)and positive *IOD_W* anomaly(b)

(冷)时,盛夏赤道印度洋出现异常东(西)风,印度热低压偏弱(强),西太副高异常偏西(东)偏南(北),使得更多(少)的来自南海及西太暖池区域的水汽深入高原腹地,加上低空异常辐合(辐散),高空异常辐散(辐合)的配置,使得盛夏高原上空水汽以及环流背景更加有(不)利于降水的形成。又因在高原中部(90°E附近)上空有异常的辐合上升(辐散下沉)区及"北冷南暖"的环流配置,致使该地区容(不)易形成局地强对流性天气,造成更多(少)的降水。

5　结　论

西藏是世界上海拔最高的地区,且高原地形异常复杂,影响盛夏高原降水的原因是十分复杂的和多方面的,本文仅仅从印度洋偶极子指数所代表的赤道印度洋东西海温异常振荡出发,分析了其前期 *IOD_W* 指数与盛夏高原降水的联系,并分析造成降水的异常的环流场以及水汽通量特征,最后用OLR场进行了佐证,得出以下结论:

(1) 分析了近30 a来高原降水时空分布特征,其中前三模态共解释了71.1%方差贡献,且均通过了NORTH检验,其次通过计算高原各主模态及夏季(5~9月)逐月降水与 *DMI* 的相关系数发现,其中 *IOD_W* 指数与高原降水第一模态以及7、8月降水呈显著相关,表明前期赤道西印度洋海温异常对盛夏(7、8月)降水有很好的指示作用。

(2) 在正(负) *IOD_W* 异常年,盛夏高原降水较常年普遍偏多(少)10%~30%,其中高原中部偏多(少)约40%左右。从相关系数分布来说, *IOD_W* 指数跟高原中部的降水相关最好。

(3) 从环流场分析,在正(负) *IOD_W* 异常年,盛夏西太副高位置异常偏南(北)偏(西),印度热低压偏弱(强)导致高原上空来自西太暖池区域和南海的水汽异常增多(减少),加上南亚高压东体异常增强(减弱),低空辐合(辐散)增强,造成高原盛夏降水普遍偏多(偏少),其次在高原中部(90°E附近)400 hPa以上高空有异常的辐合区,加上"北冷南暖"的环流配置,使得该地区容易出现低值涡旋系统,造成高原中部地区降水偏差较大,最后从合成OLR场验证了以上的结论。

6　讨　论

本文通过计算高原降水与偶极子指数之间的相关系数的方式,寻找印度洋海温异常与高原降水之间的关系,得到了一些有用的结论,但是这样做可能会错过一些对高原降水影响的其他海域,比如说阿拉伯海、孟加拉湾等等,其次,本文中降水的资料是站点资料,由于高原站点分布稀疏,难免会对结果造成一定的误差,如果能用TRMM卫星降水资料等一些较高分辨率的格点降水资料跟印度洋海温资料做遥相关分析可能会对结果有一定的改进,值得一提的是本研究中的与盛夏高原降水相关最密切的 *IOD_W* 指数所表征的赤道西印度洋海温异常区正是文献[23]中与春季高原感热相关最密切的海域,已有不少研究表明春季高原感热异常会对其下游地区降水产生显著的影响[32-33],那么在高原上冬季赤道西印度洋海温、春季高原感热、夏季高原降水这三者之间是否存在一定的联系机制?其联系机制是什么样的?这些都还有待于进一步的研究。

参考文献(References)

[1] SAJI N H, GOSWAMI B N, VINAYACHANDRAN P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean[J]. Nature, 1999, 401:360-363.

[2] ASHOK K, GUAN Z T, YAMAGATA. Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO[J]. Geophysical Research Letters, 2001, 28: 4499-4502.

[3] 肖子牛,晏红明,李崇银. 印度洋地区异常海温的偶极振荡与中国降水及温度的关系[J]. 热带气象学报, 2002, (4):335-344. [XIAO Ziniu, YAN Hongming, Li Chongyin. The relationship between the anomalous sea temperature dipole oscillation in Indian Ocean and the precipitation and temperature in China[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2002, (4):335-344.]

[4] 杨霞,管兆勇,朱保林. IOD对ENSO影响中国夏季降水和气温的干扰作用[J].南京气象学院学报, 2007, 30(2):170-177.[YANG Xia, GUAN Zhaoyong, ZHU Baolin. Influence of IOD on the impact of ENSO on summer rainfall and temperature in China[J]. Nanjing Institute of Meteorology, 2007, 30(2):170-177.]

[5] 钱玮,管兆勇. 中国南方夏季降水与印度洋海温异常的关系[J]. 南京气象学院学报, 2007, 30(1):9-16. [QIAN Wei, GUAN Zhaoyong. The relationship between summer rainfall in south China and sea surface temperature anomalies in the Indian Ocean [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 2007, 30(1):9-16.]

[6] 崔江鹏,田立德,刘琴,等. 青藏高原中部大气水汽稳定同位素捕捉到印度洋台"费林"信号[J].科学通报,2014,59(35):3526–3532.[CUI Jiangpeng, TIAN Lide, LIU Qin, et al. Signal of typhoon Phailin from Indian Ocean captured by atmospheric water vapor isotope, central Tibetan Plateau[J]. Chin Sci Bull, 2014,59(35):3526–3532.]
[7] YASUNARI T. Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-days [J].Meteor scr Japan, 1985,59:336–354.
[8] 丁一汇.高等天气学[M].北京:气象出版社,2005:250–256.[DING Yihui.Advanced synoptic meteorology[M],Peking:China Meteorology Prss,2005:250–256.]
[9] 假拉,周顺武. 印度洋海温异常对印度季风、夏季高原降水的影响[J].高原气象,2003,(增刊1):132–137.[JIA La, ZHOU Shunwu. Influence of Indian Ocean SST anomaly on Indian monsoon andplateau summer precipitation[J]. Plateau Meteorology,2003,(Suppl1):132–137.]
[10] 假拉,周顺武. 西藏夏季高原旱涝年OLR分布差异[J].应用气象学报,2002,(3):371–376.[JIA La, ZHOU Shunwu. Differences of OLR distribution in summer drought/flood years in Tibet Plateau [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2002,(3):371–376.]
[11] 韩熠哲,马伟强,王炳赟,等. 青藏高原近30年降水变化特征分析[J].高原气象,2017,36(6):1477–1486.[HAN Yizhe, MA Weiqiang, WANG Bingyun, et al. Climatic characteristics of rainfall chang over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1980 to 2013[J].Plateau Meteorology,2017,36(6):1477–1486.]
[12] 曹瑜, 游庆龙, 马茜蓉, 等. 青藏夏季高原极端降水概率分布特征[J]. 高原气象,2017,36(5):1176–1187.[CAO Yu, YOU Qinglong, MA Qianrong, et al. Probability distribution for the summer extreme precipitation in the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteorology,2017,36(5):1176–1187.]
[13] 周顺武,王传辉,杜军,等. 青藏高原汛期降水的时空分布特征[J].气候与环境研究,2011,16(6):723–732.[ZHOU Shunwu, WANG Chuanhui, DU Jun, et al. Spatial and temporal distribution characteristics of precipitation in the flood season over the Tibetan Plateau [J]. Climatic and Environmental Research, 2011,16(6):723–732.]
[14] 次仁央宗,柯宗建,陈丽娟,等. 西藏夏季降水的季节内变化特征及其影响系统[J].气象,2016,42(11):1342,1350.[CI Ren Yangzong, HE Zongjian, CHEN Lijuan, et al. Intraseasonal variation of summer precipitation in Tibet and its influence system [J]. Meteor Mon, 2016,42(11):1342,1350.]
[15] 徐国昌,李栋梁,蒋尚城.卫星观测的OLR对夏季青藏高原月雨量及凝结潜热的估算[J].高原气象,1990,(3):256–264.[XU Guochang, LI Dongliang, JIANG Shangcheng. The OLR of satellite observations estimates the monthly precipitation and latent heat of condensation on the Tibetan Plateau in summer [J]. Plateau Meteorology,1990,(3):256–264.]
[16] 柳苗,李栋梁. 青藏高原东部雨季OLR与降水变化特征及相关分析[J].高原气象,2007,(2):249–256.[LIU Miao, Li Dongliang. Characteristics and correlation analysis of OLR and precipitation in the rainy season over the eastern Tibetan Plateau[J]. Plateau Meteorology,2007, (2):249–256.]
[17] NORTH G R, BELL T L, CAHALAN R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. Mon Wea Rev,1982, 110:699–706.
[18] 林志强,唐叔乙,何晓红,等. 西藏高原汛期水汽输送特征与降水异常[J].气象,2011,37(8):984–990.[Lin Zhiqiang, TANG Shuyi, HE Xiaohong, et al. Water vapor transport characteristics and precipitation abnormality during flood season in Tibet Plateau [J]. Meteor Mon, 2011,37(8):984–990]
[19] 谢欣汝,游庆龙,保云涛,等. 基于多源数据的青藏夏季高原降水与水汽输送的联系[J].高原气象,2018,37(1):78–92.[XIE Xinru, YOU Qinglong, BAO Yuntao, et al.The connection between the precipitation and water vapor transport over Qinghai-Tibetan Plateau in summer based on the multiple datasets [J]. Plateau Meteorology,2018,37(1):78–92.]
[20] 林厚博,游庆龙,焦洋,等. 青藏高原及附近水汽输送对其夏季降水影响的分析[J].高原气象,2016,35(2):309–317.[LIN Houbao, YOU Qinglong, JIAO Yang, et al. Water vapor transportation and its influences on precipitation in summer over Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings [J]. Plateau Meteorology,2016,35(2):309–317.]
[21] 周顺武,普布卓玛,假拉. 西藏高原汛期降水类型的研究[J].气象,2000,(5):39–43.[ZHOU Shunwu, PU Bu Zhuoma, JIA La. Study on the type of precipitation in flood season in Tibet Plateau [J]. Meteor Mon, 2000,(5):39–43.]
[22] 袁媛,李崇银. 热带印度洋海温异常不同模态对南海夏季风爆发的可能影响[J].大气科学,2009,33(2):325–336.[YUAN Yuan, LI Chongyin. The possible influence of different modalities of tropical Indian Ocean SST anomalies on the onset of the SCS summer monsoon [J]. Chinese J Atmos Sci,2009,33(2):325–336.]
[23] ZHAO Yang, DUAN Anming, WU Guoxiong. Interannual variability of late-spring circulation and diabatic heating over the Tibetan Plateau associated with Indian Ocean forcing [J]. Adv Atmos Sci.2018, 35:doi:10.1007/s00376–018–7217–4.
[24] 张琼. 南亚高压的演变规律、机制及其对区域气候的影响[D].南京:南京大学,1999.[ZHANG Qiong. The evolution of the South Asian High and its mechanism and its impact on regional climate[D]. Nanjing:Nanjing University,1999.]
[25] 孙照渤,周航,彭丽霞,等. 7月不同形态南亚高压与北半球大气环流的关系[J].大气科学学报,2016,39(5):577–588.[SUN Zhaobo, ZHOU Hang, PENG Lixia, et.al. The relationship between the different forms of South Asian High and the atmospheric circulation in the Northern Hemisphere in July [J]. Transactions of Atmospheric Sciences,2016,39(5):577–588.]
[26] 姚秀萍,孙建元,康岚,等.高原切变线研究的若干进展[J].高原气象,2014,33(1):294–300.[YAO Xiuping, SUN Jianyuan, KANG Lan, et al. Some progress in the study of plateau shear line process[J]. Plateau Meteor,2014,33(1):294–300.]
[27] 林志强.1979—2013年ERA-Interim资料的青藏高原低涡活动特征分析[J].气象学报, 2015,73(5):925–939.[LIN Zhiqiang.An objective analysis of the Tibetan Plateau vortexes based on the ERA-interim reanalysis data:1979–2013[J].Acta Meteorologica sinica,2015,73(5):925–939]

[28] 罗布,卓嘎,赤曲.西藏地区近几十年的增湿效应研究[J].高原气象,2009,28(1):72 - 76.[LUO Bu,ZHUO Ga,CHI Qu. Study on humidification effect in Tibet in recent decades [J]. Plateau Meteorology,2009,28(1):72 - 76.]

[29] 王可丽,钟强.青藏高原地区云对OLR的强迫作用[J].高原气象,1992,11(3):259 - 265.[WANG Like,ZHONG Qiang. The forcing effect of cloud on OLR in Qinghai-Tibet Plateau[J].Plateau Meteor,1992,11(3):259 - 265.]

[30] 蒋尚城,杨喜峰,韦革,等. 1991年江淮梅雨期OLR场的特征[J]. 应用气象学报,1993,4(3):301 - 309.[JIANG Shangcheng,YANG Xifeng,WEI Ge,et al. Characteristics of the OLR field in the Mei-yu period of the Yangtze River and the Huai-he River in 1991[J]. Journal of Applied Meteorological Science,1993,4(3):301 - 309.]

[31] 王园香,李贵才,吴晓,等. 5 - 8月青藏高原OLR年际变化及其对中国气候变化的影响[J]. 兰州大学学报,2012,48(5):47 - 51.[WANG Yuanxiang,LI Guicai,WU Xiao,et al. Interannual variation of OLR in the Tibetan Plateau from May to August and its impact on climate change in China[J]. Journal of Lanzhou university, 2012,48(5):47 - 51.]

[32] 张长灿,李栋梁,王慧,等.青藏高原春季地表感热特征及其对中国东部夏季雨型的影响[J].高原气象,2017,36(1):13 - 23.[ZHANG Changcan,LI Dongliang,WANG Hui,et al.Characteristics of the surface sensible heat on the Qinghai-Xizang Plateau in the spring and its influences on the summer time rainfall pattern over the eastern China[J]. Plateau Meteorology,2017,36(1):13 - 23.]

[33] 解晋,余晔,刘川,等. 青藏高原地表感热通量变化特征及其对气候变化的响应[J]. 高原气象,2018,37(1):28 - 42.[XIE Jin,YU Ye,LIU Chuan,et al. Characteristics of surface sensible heat flux over the Qinghai-Tibetan Plateau and its response to climate change[J]. Plateau Meteorology,2018,37(1):28 - 42.]

Interannual variability of midsummer precipitation over Tibet Plateau associated with the western pole of Indian Ocean Dipole

LUO Bu[1,2], ZHI Hai[1], SUO LangTaJie[1,3], HU Zhuang[4]

(1 *Academy of Atmospheric Sciences of Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044, *Jiangsu*, *China*;
2 *Tibet Institute of Plateau Atmospheric and Environmental Science*, *Lhasa* 850000, *Tibet*, *China*;
3 *Naqu Meteorological Bureau*, *Naqu* 858200, *Tibet*, *China*;
4 *Civil Aviation Southwest Air Traffic Control Bureau Meteorological Center*, *Chengdou* 610202, *Sichuan*, *China*)

Abstract: This paper mainly focuses on the relationship between the interannual variation of the seasonal precipitation over the Tibetan Plateau. Based on the observed precipitation between 1987 and 2016, it was found that the western pole of the Indian Ocean dipole (*IOD_w*) was significantly related with the summer precipitation over the Tibet Autonomous Region, China. In the positive (negative) *IOD_w* anomaly year, the midsummer precipitation was generally higher (lower) by 10% - 30%, being even 40% higher (lower) in the central part of the Tibet Autonomous Region. By analyzing the characteristics of the synthesized circulation and water vapor transmission fields, we found that in the positive (negative) *IOD_w* years the western Pacific subtropical high was shifted westward (eastward) and southward (northward), while the Indian cyclone was weaker (stronger) than usual, and reached the Tibetan Plateau. Meanwhile, the amount of water vapor coming from the Bay of Bengal and the South China Sea was abnormally high (low), there was an anomalous increase (decrease) of the eastern high of the SAH, and an anomalous convergence of the 500 hPa was noted at low altitudes. This resulted in an overall higher (lower) precipitation over the plateau. Moreover, an analysis of the latitudinal circulation over the plateau demonstrated the occurrence of an anomalous convergence and upsurge above 400 hPa over the central part of the plateau (near 90°E). In this context, warm-wet shear lines, plateau vortexes, and other local convective weather (do not) easily develop over the central part of the plateau, leading to more (less) precipitation. The OLR field confirmed the above conclusions.

Key words: Tibet Plateau; midsummer precipitation; Indian Ocean Dipole; western pole; OLR